LMD -
Module : Géologie. 1ère année – Semestre 1.

I. Structure interne de la Terre

I.1. Introduction

La Terre est constituée d'une série de couches concentriques de propriétés chimiques et/ou physiques différentes. La structure interne de la Terre a été mise en évidence en grande partie grâce à l'étude de **la propagation des ondes sismiques** émises pendant les grands tremblements de terre. Les autres informations concernant la structure et la composition interne de la terre proviennent de :

- l'échantillonnage direct de la croûte terrestre ;
- l'étude des morceaux de roches du manteau supérieur remontés par certains volcans ;
- l'étude des météorites ;
- et les travaux expérimentaux de laboratoire (étude du comportement des minéraux du manteau à haute pression–haute température grâce à l'utilisation de la cellule à enclumes de diamant).

I.2. Les couches de compositions chimiques différentes)

Selon la composition chimique, on distingue trois parties principales : la croûte, d'épaisseur allant de 10 à 70 kilomètres, puis le manteau, qui s'étend de la base de la croûte jusqu'à une profondeur de 2900 kilomètres et enfin le noyau.

- **La croûte** : la composition chimique de la croûte est connue par l'observation directe des roches (le plus grand forage jamais réalisé, celui de la presqu'île de Kola en Russie, atteint 12 kilomètres de profondeur) et par l'étude des ondes émises par les séismes proches ou par les séismes provoqués. La croûte est divisée en deux parties : la croûte continentale et la croûte océanique.

  - La **croûte continentale** s'étend de 30 à 70 km (l'épaisseur maximale est atteinte sous les régions montagneuses) et possède près de la surface la composition moyenne des **granites.**

  - La **croûte océanique** est épaisse de 8 à 10 km et constitue le plancher des océans. Sa composition est **basaltique**.

La base de la croûte est caractérisée par un brusque changement de densité (2,9 à 3,3 g/cm^3). Un géologue croate, Andrija Mohorovicic a découvert en 1909 l'existence d'une discontinuité dans la propagation des ondes sismiques. On appelle **discontinuité de Mohorovicic** ou **Moho**, la discontinuité sismique qui marque la limite entre la croûte et le manteau. Le Moho est situé à environ 35 km (jusqu'à 70 km sous les grandes chaînes de montagnes) sous les continents, et à environ 10 km sous les océans.

- **Le manteau** : sous le Moho s'étend le manteau qui occupe 83 % du volume de la Terre et représente 67 % de sa masse. Il s'étend en profondeur jusqu'à environ 2900 km. La composition moyenne du manteau est celle d'une roche nommée péridotite (roche ultrabasique riche en silicates de magnésium et de fer) composée d'olivine, de pyroxène et de grenat.

Une ultime discontinuité située à 2900 km de profondeur, sépare le manteau inférieur du noyau. Elle se traduit par une augmentation de densité de 5,5 g/cm^3 à 10 g/cm^3 : c'est la discontinuité de **Gutenberg**, découverte en 1913.

- **Le noyau** : constitue la partie centrale de la Terre. Il est divisé en deux couches : le noyau externe (la brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique que le **noyau externe** est liquide) et le **noyau interne** ou graine (solide), séparé par une discontinuité (discontinuité de **Lehmann**) à 5150 km de profondeur. A la limite entre ces deux couches, la densité passe de 12,3 g/cm^3 à environ 13,3 g/cm^3, et atteint 13,6 g/cm^3 au centre de la Terre, soit à 6371 km. Le noyau serait formé de fer et d'un peu de nickel.

I.**3. Les couches de propriétés physiques différentes** (Figures 1 et 2)

Des discontinuités sismiques ont été mises en évidences dans le manteau de la Terre et sont dues principalement aux changements des propriétés physiques**.** Il est important de rappeler qu'il n'existe pas de changements majeurs de composition chimique dans le manteau. On distingue ainsi : la lithosphère, l'asthénosphère et la mésosphère. Cette division de la structure interne du globe est à la base de la théorie de la tectonique des plaques.

- **La lithosphère** : est caractérisée par sa rigidité et son élasticité. La vitesse des ondes sismiques est élevée. Son épaisseur est de 100 km en moyenne (70 km sous les océans et 130 km sous les continents). La lithosphère est composée de la **croûte terrestre** (océanique et continentale) et d'une **partie du manteau supérieur** (manteau lithosphérique).

- **L'asthénosphère** (J. Barrell, 1914, du grec *asthenos*, sans résistance): est située sous la lithosphère et se compose de roches qui ont une rigidité faible. Les roches de l'asthénosphère sont relativement malléables et peuvent être facilement déformées. Les températures dans cette région sont proches du point de début de fusion partielle de la péridotite. L'asthénosphère est divisée en deux parties :

    - **L'asthénosphère supérieure**, qui s'étend entre 120 km et 250 km, appelée **LVZ** (low velocity zone : zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques. La vitesse de propagation des ondes sismiques diminue dans cette région). Dans cette zone à faible vitesse de propagation entre 100 à 250 km, il n'existe pas de diminution en densité ou en composition. Cette zone est de même composition que le reste du manteau,

- **L’asthénosphère inférieure,** qui s’étend de 250 km à 670 km de profondeur. Les roches redeviennent relativement rigides (malgré la température élevée, à cause des fortes pressions qui compriment les roches). Une discontinuité sismique a été mise en évidence dans cette couche à 400 km de profondeur.

- **La manteau inférieur ou mésosphère** (du grec *meso*, moyen ou milieu): qui s’étend de 670 km à 2900 km de profondeur. Cette couche est caractérisée par une nouvelle discontinuité sismique à une profondeur de 670 km. La densité du manteau augmente de 10%. Cette discontinuité serait due aux conditions de température et de pression à cette profondeur qui conduisent à une nouvelle transformation minéralogique. La discontinuité de 670 km correspond aussi à la profondeur maximale des foyers des tremblements de terre.

Notons que les 300 derniers kilomètres du manteau inférieur forment une zone fortement hétérogène sur les plans thermique et chimique. On pense que la base du manteau est le siège d’importantes réactions chimiques entre les silicates du manteau et le fer liquide du noyau. Cette couche a reçu le nom de **couche D’’.**

- Enfin, le noyau est divisé en deux couches selon les propriétés physiques : un noyau externe liquide et un noyau interne ou graine (solide) séparé par une discontinuité (discontinuité de **Lehmann**) à 5150 km de profondeur.

Remarques :

- La température augmente avec la profondeur et atteint 1200°C à la base de la lithosphère, 4500°C à la limite entre le manteau et le noyau et dépasse probablement 6600°C au centre de la Terre.

- La Terre est essentiellement **solide**. La seule zone liquide à l’intérieur de la Terre est le noyau externe (entre 2900 et 5100 km de profondeur). La LVZ dans le manteau supérieur est une zone où existe un début de fusion très faible, mais n’**est pas liquide**. Enfin, il existe près de la surface, au dessous des volcans actifs, des chambres magmatiques où existent des magmas liquides**.** L’état solide à l’intérieur de la Terre malgré des températures élevées est dû aux fortes pressions qui y règnent et qui empêchent la fusion des roches.

- Le noyau externe liquide est responsable du champ magnétique externe de la Terre. Les courants de convection qui agitent le fer liquide produisent un effet dynamo qui engendre le champ magnétique.

- Dans l'asthénosphère, les courants de convection sont responsables du mouvement des plaques tectoniques (lithosphère).

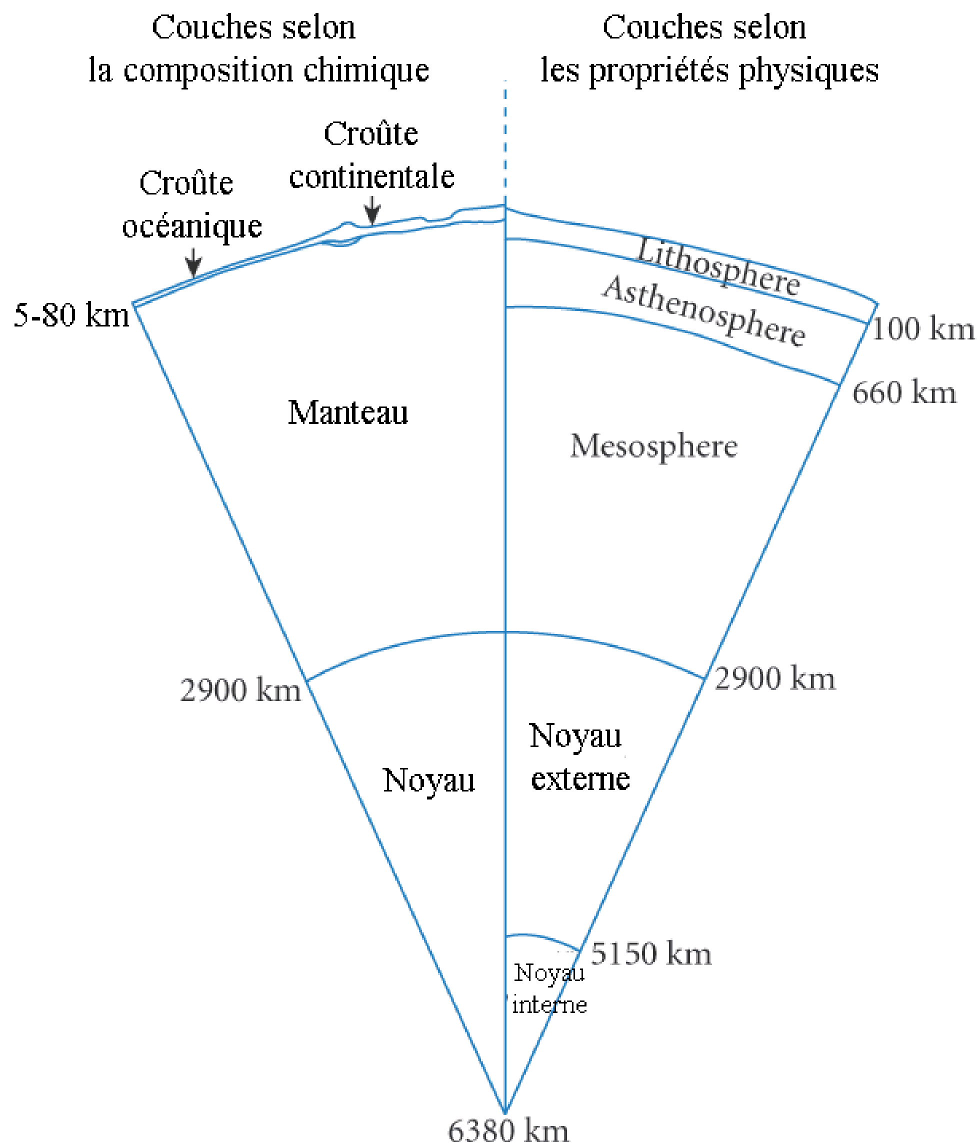
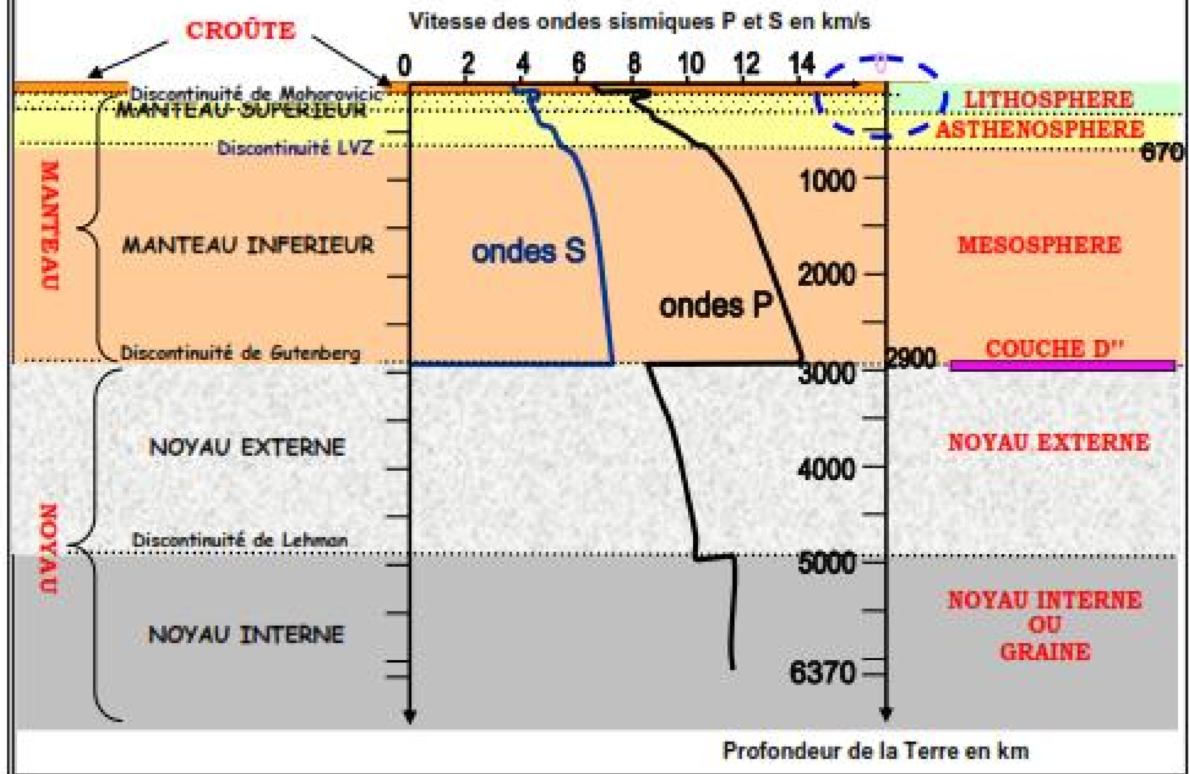
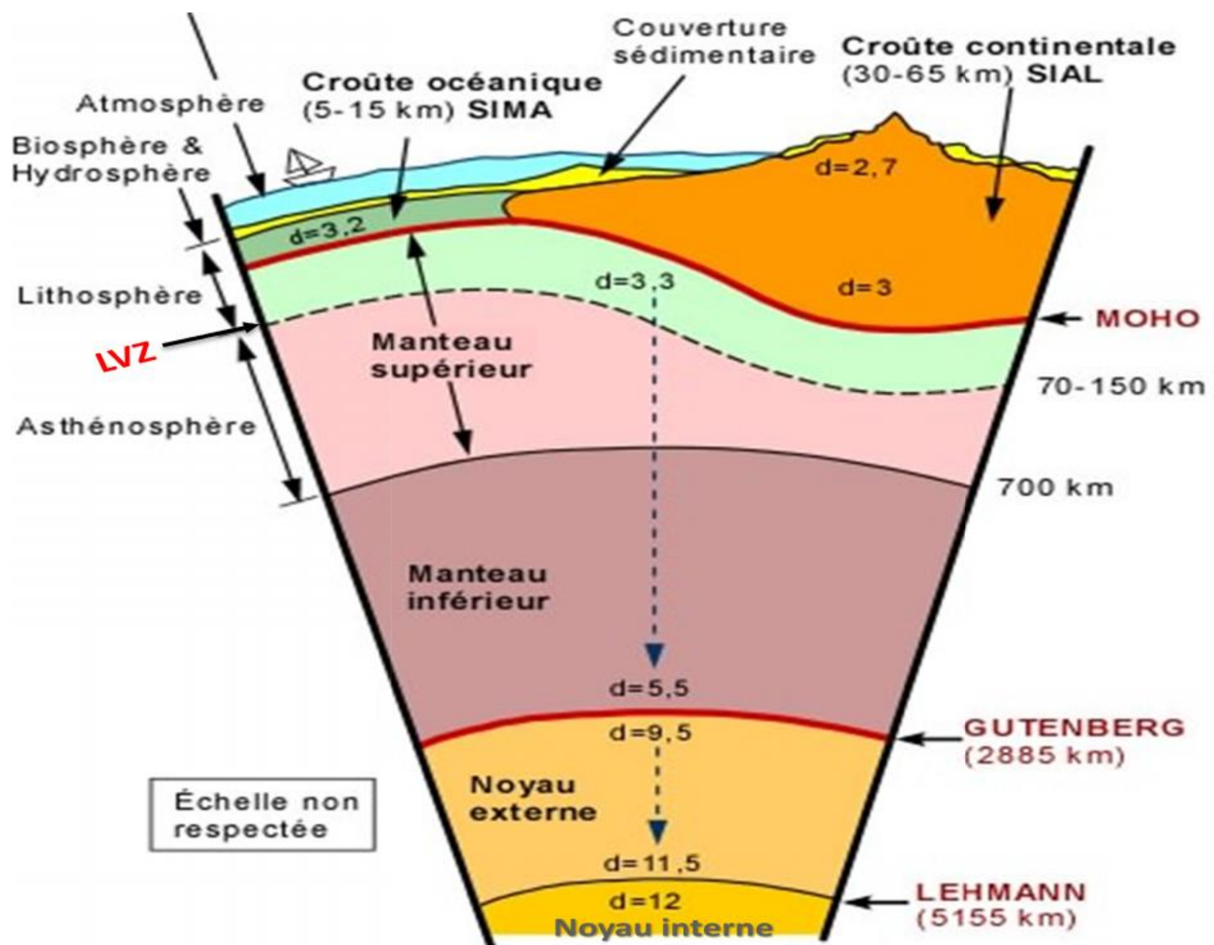


Figure 1 : Structure interne de la Terre selon la composition chimique (à gauche) et les propriétés physiques des couches (à droite)
(D'après Hefferan et O'Brien, 2010, Earth Materials)


Fig.2 : Structure interne du globe terrestre : modèle sismologique
CROÛTE
Vitesse des ondes sismiques P et S en km/s
0
2
4
6
8
10
12
14
Discontinuité de Mohorovicic
MANTEAU SUPERIEUR
Discontinuité LVZ
MANTEAU
MANTEAU INFERIEUR
Discontinuité de Gutenberg
ondes S
ondes P
NOYAU EXTERNE
Discontinuité de Lehman
NOYAU
NOYAU INTERNE
1000
2000
2900
3000
4000
5000
6370
670
LITHOSPHERE
ASTHENOSPHERE
MESOSPHERE
COUCHE D''
NOYAU EXTERNE
NOYAU INTERNE
OU
GRAINE
Profondeur de la Terre en km


Atmosphère
Biosphère &
Hydrosphère
Croûte océanique
(5-15 km) SIMA
Couverture
sédimentaire
Croûte continentale
(30-65 km) SIAL
d=2,7
d=3,2
d=3,3
d=3
Lithosphère
LVZ
MOHO
Manteau
supérieur
70-150 km
Asthénosphère
700 km
Manteau
inférieur
d=5,5
d=9,5
GUTENBERG
(2885 km)
Noyau
externe
Échelle non
respectée
d=11,5
d=12
Noyau interne
LEHMANN
(5155 km)

LMD -
Module : Géologie. 1ère année – Semestre 1.

II. Les roches. Les roches magmatiques

II.1. Définitions. Le cycle des roches

Une roche est un agrégat naturel de ***minéraux.*** On distingue trois grandes familles de roches ***:***

- **les roches magmatiques**, formées par la cristallisation du magma ;
- **les roches sédimentaires** qui proviennent de l'accumulation et la consolidation de sédiments ;
- Et enfin **les roches métamorphiques** qui résultent des transformations que subissent les roches lorsqu'elles sont soumises à des conditions de température et/ou de pression différentes de celles qui étaient présentes lors de la formation de la roche.

Ces trois grandes familles de roches sont liées entre elles à la surface de la Terre par le **cycle des roches**. Les roches magmatiques formées par la cristallisation du magma subissent à la surface de la Terre les processus d'érosion qui conduisent à la formation et le dépôt de sédiments. Ces derniers s'accumulent et subissent des processus physico-chimiques qui conduisent à la formation des roches sédimentaires. Les roches magmatiques et sédimentaires peuvent être soumises à des conditions de température et/ou de pression différentes de celles qui prévalaient lors de leur formation, et se transforment en roches métamorphiques. Enfin, les conditions de température et de pression peuvent conduire à la fusion des roches métamorphiques et la formation de magmas.

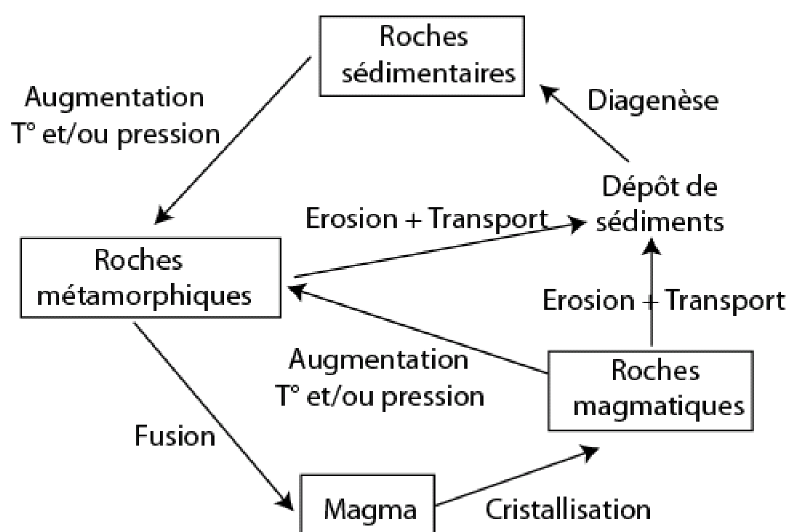


Figure 1 : le cycle des roches

II.2. Les roches magmatiques. Définitions.

Les roches **magmatiques** résultent de la solidification (cristallisation, refroidissement) d'un **magma**. Le magma est un bain silicaté fondu, constitué d'une phase liquide (la plus importante), d'une phase solide (cristaux) et d'une phase gazeuse (0,1- 3%).

Selon le mode de refroidissement du magma, on distingue deux types de roches magmatiques :

- Les roches plutoniques : formées par le refroidissement lent du magma en profondeur. Le magma aura le temps de bien cristalliser, et la roche possédera de gros minéraux visibles à l'œil nu.

- Les roches volcaniques, formées par le refroidissement rapide du magma en surface. Les minéraux n'auront pas le temps de bien cristalliser. Les roches volcaniques sont donc caractérisées par la présence de minéraux invisibles à l'œil nu.

II.3. Texture des roches magmatiques

La texture (on parle parfois de structure) d'une roche magmatique est le terme utilisé pour décrire les dimensions, la forme et l'arrangement entre minéraux dans les roches magmatiques. Les principales textures sont les suivantes (figure 2) :

- Texture **grenue (ou phanéritique)** : concerne les roches magmatiques dont les minéraux sont visibles à l'œil nu (de grandes tailles). C'est le cas des roches plutoniques.

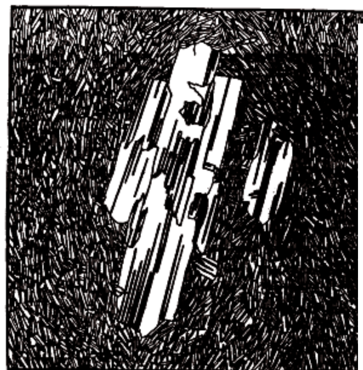
- Texture **microlithiques (ou aphanitique) :** concerne les roches magmatiques qui ne montrent pas de cristaux visibles à l'œil nu. C'est le cas des roches volcaniques.

- Texture **vitreuse :** concerne les roches magmatiques qui sont entièrement ou en grande partie constituées de verre. C'est le cas des roches magmatiques qui ont refroidi très rapidement (en général sous l'eau).

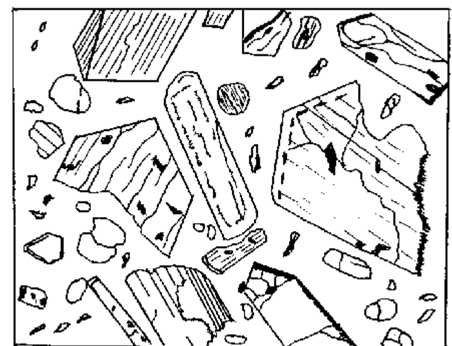
- Texture **porphyrique :** concerne les roches magmatiques qui possèdent de gros minéraux (phénocristaux) au milieu d'une texture aphanitique ou vitreuse. C'est le cas des roches magmatiques ayant subi deux temps de refroidissement (lent puis rapide).



Texture grenue



Texture microlithique



Texture porphyrique

Figure 2 : textures des roches magmatiques

II.4. Modes de mise en place des roches magmatiques (figure 3)

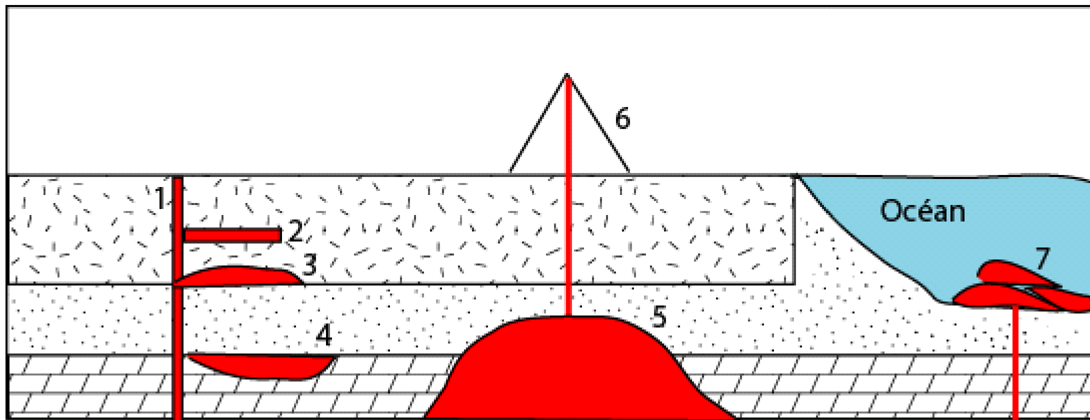


Figure 3 : principaux modes de gisement des roches magmatiques

1 : dyke : la roche magmatique recoupe les roches encaissantes.
2 : sill : la roche magmatique est parallèle aux roches encaissantes (concordante).
3 : laccolite : structure de roche magmatique concordante à surface inférieure plane et surface supérieure convexe vers le haut.
4 : lopolite : structure de roche magmatique concordante en forme de cuvette plate.
5 : batholite : grand massif de roche magmatique qui recoupe l'encaissant.
6 : volcan : relief en forme généralement conique constitué par l'empilement de laves et/ou de projections ayant atteint la surface.
7 : laves en coussins (Pillow-Lavas) : laves mises en place sous l'eau.

II.5. Différents types de magmas

Les types de magmas sont déterminés par leurs compositions chimiques, températures, teneurs en gaz et viscosité (résistance à l'écoulement). Ainsi, on distingue trois grands types de magmas :

1- **Les magmas basiques ou basaltiques :** 45-55 % SiO_2, riche en Fe, Mg, Ca, pauvre en K, Na. La température des ces magmas : 1000 – 1200°C. Pauvres en gaz et peu visqueux.
2- **Les magmas intermédiaires ou andésitiques :** 55-65 % SiO_2, intermédiaire en Fe, Mg, Ca, K, Na. La température des ces magmas : 800 – 1000°C. Teneurs en gaz et viscosité intermédiaire.
3- **Les magmas acides ou rhyolitiques :** 65-75 % SiO_2, pauvre en Fe, Mg, Ca, riche en K, Na. La température des ces magmas : 600 – 800°C. Riches en gaz et très visqueux.

Environ 80% des magmas émis par les volcans sont basaltiques, et les magmas andésitiques et rhyolitiques représentent ~10% chacun du total.

Remarques

- Durant les 2 premiers milliards d'années qui ont suivi la naissance de la Terre existaient des magmas plus chauds qui ont donnée naissance à des roches appelées ***Komatiites***. La température de ces magmas est estimée entre 1400 et 1600°C. Ces magmas contenaient moins de 45% de SiO_2 et sont appelés : magmas **ultrabasiques**. Les magmas ultrabasiques n'existent plus aujourd'hui à la surface de la Terre.

- Signalons aussi l'existence d'une lave très rare de faible température (lave qui a la température la plus basse connue, 500°C) : la ***carbonatite*** (lave alcaline très riche en calcium). Un seul volcan actif émet actuellement des carbonatites : le Lengaï, en Tanzanie.

- Différence entre magma et lave : la lave est le liquide séparé du gaz (magma dégazé).

II.6. Classification des roches magmatiques

Une classification simplifiée des roches magmatiques est basée sur la texture (roche volcanique ou plutonique), la composition chimique et la minéralogie (tableau 1).

En ce qui concerne la composition chimique, les roches magmatiques sont essentiellement composées d'oxygène et de silicium (ces deux éléments forment plus de 70% de la composition chimique des roches magmatiques) exprimées sous forme de pourcentage en silice (SiO_2). On distingue ainsi :

- Les roches acides : SiO2 > 65 %. Exemple : granite.
- Les roches intermédiaires : 52 % <SiO2 <65 %. Exemple : andésite.
- Les roches basiques : 45 % <SiO2 < 52 %. Exemple : basalte.
- Les roches ultrabasiques : SiO2 <45 %. Exemple : péridotite.

En ce qui concerne la minéralogie, les roches magmatiques sont surtout composées de quartz, feldspaths (alcalins et plagioclases), olivine, pyroxènes, amphiboles et micas.

		Acide	Intermédiaire	Basique	Ultrabasique
Texture	Plutonique	Granite	Diorite	Gabbro	Péridotite
	Volcanique	Rhyolite	Andésite	Basalte	
	Vitreuse	Obsidienne			
		Minéraux présents			
		Quartz SiO2 Feldspaths SiO2 Al Ca alcalin K et Na Micas SiO2 Al K	Plagioclase Na-Ca Amphibole SiO2 Fe Mg hydratés	Plagioclase Ca Pyroxène	Pyroxène Olivine SiO2 Fe Mg

Remarques

- Les granites et basaltes forment 90 % des roches magmatiques de la croûte terrestre. Les granites sont les roches caractéristiques de la croûte continentale. Les basaltes caractérisent la croûte océanique (soit 70 % de la croûte terrestre).

- Les magmas acides sont très visqueux. Ils auront donc tendance à cristalliser en profondeur, d'où la formation d'une roche plutonique (granite). Les roches volcaniques acides (rhyolites) sont donc rares.

- Au contraire, les magmas basiques sont peu visqueux, ils auront donc tendance à remonter en surface et cristalliser donnant une roche volcanique (le basalte). Les gabbros (roches plutoniques basiques) sont donc rares.

LMD -
Module : Nature des Enveloppes Terrestres. 1ère année – Semestre 2.

III. Les roches. Les roches sédimentaires

III.1. Définitions

Les roches sédimentaires sont des roches exogènes (c'est-à-dire formées à la surface de la Terre) qui représentent 5 % en volume de la croûte terrestre. Elles sont très répandues à la surface (elles couvrent 75 % de la surface) sous forme de couches recouvrant les roches métamorphiques et magmatiques.

Les roches sédimentaires ont une grande importance du point de vue économique : le pétrole, le gaz, le charbon, l'uranium, les matériaux de construction sont d'origine sédimentaire. Elles ont aussi une importance scientifique : c'est le seul type de roches contenant des fossiles.

Les roches sédimentaires se forment à partir de sédiments.

III.2. Les différents types de sédimentation

Les rivières, océans, vents et eaux de pluies ont la capacité de transporter les particules issues de la désagrégation (destruction) des roches par érosion. Ces matériaux sont composés de fragments de roches et de minéraux. Lorsque l'énergie de transport n'est plus assez forte pour déplacer ces particules, ces dernières se déposent : c'est le **processus de sédimentation**. Ce type de sédimentation est appelé : **sédimentation détritique ou clastique.**

Un autre type de dépôt sédimentaire se produit lorsque les matériaux sont dissous dans l'eau et précipitent. Ce type de sédimentation est dénommé : **sédimentation chimique.**

Un troisième processus peut se produire lorsque les organismes vivants extraient les ions dissous dans l'eau pour former des coquilles et des os. Ce type de sédimentation est appelé : **sédimentation biogénique.**

Ainsi, il existe trois grands types de roches sédimentaires : roches d'origine détritiques, chimiques et biogéniques.

III.3. Etapes de formation d'une roche sédimentaire

La formation des roches sédimentaire passe par plusieurs étapes :

a- L'érosion : c'est le processus de destruction de roches préexistantes. On distingue deux types d'érosion :

- L'érosion physique ou mécanique : désagrégation des roches en petits morceaux par des processus physique ou mécanique.

- L'érosion chimique : dissolution des éléments chimiques par les eaux qui conduit à la décomposition des roches ou des minéraux.

Les agents de l'érosion sont : les eaux, le vent, le gel, la température.

b. Le transport : les sédiments issus de l'érosion peuvent être transportés sur de grande distance par le vent, ou par les eaux dans les fleuves, rivières ou courants océaniques.

c. Le dépôt : lorsque la vitesse de l'agent de transport devient faible pour continuer à transporter les sédiments, ces derniers se déposent. Le dépôt se fait dans des bassins de sédimentation, le plus souvent au fond des mers.

d. La diagenèse : on appelle diagenèse le processus physico-chimique qui transforme un sédiment meuble en roche consolidée. La diagenèse passe par deux étapes (figure 2) :

- La compaction : les sédiments se rapprochent entre eux avec diminution des vides ou des pores entre les particules, et élimination de l'eau qui se trouve entre les pores.

- La cimentation ou lithification : les sédiments se lient entre eux par un ciment d'origine chimique. Les sédiments se transforment alors en une roche solide.

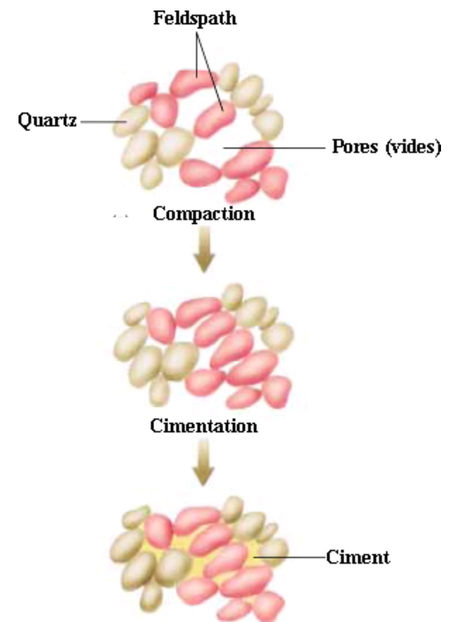


Figure 2 : différentes étapes de la diagenèse.

III.4. Les roches sédimentaires détritiques (ou clastiques)

Les roches sédimentaires détritiques se forment à partir de roches préexistantes et sont constituées de fragments de roches et de minéraux. Elles représentent 85 % des roches sédimentaires présentes à la surface de la Terre (Figure 1).

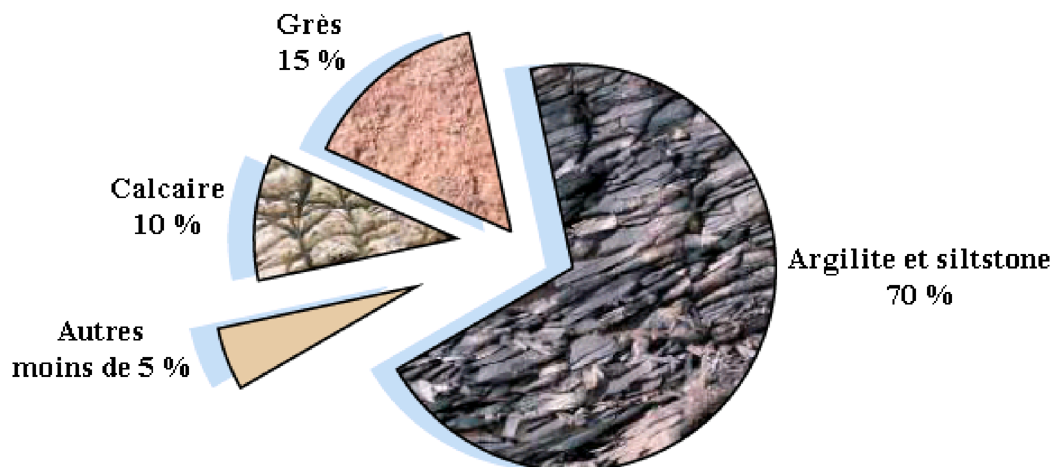


Figure 1 : abondance relative des différents types de roches sédimentaires

La classification des roches détritiques se base sur la taille (granulométrie) des particules. Elle est donnée dans le tableau 1.

Tableau 1 : classification des roches sédimentaires d'origine détritique

Nom de la particule	Taille de la particule	Nom du sédiment	Classe	Nom de la roche solide
Blocs	> 256 mm	Graviers	Rudites	Conglomérats (poudingues si les particules sont arrondies, sinon c'est des brèches).
Gros cailloux	64-256 mm	Graviers		
Petits cailloux	2-64 mm	Graviers		
Sable	1/16-2 mm	Sables	Arénites	Grès
Silt	1/256-1/16 mm	Silts	Lutites (Pélites)	Siltites
Argile	< 1/256 mm	Argiles		Argilites

III.5. Les roches sédimentaires d'origine chimique et biochimique

Les roches sédimentaires d'origine chimique sont formées à partir de la précipitation ou la cristallisation de substances (ions ou sels minéraux) dissoutes dans l'eau.

Les plantes et les animaux peuvent extraire les substances dissoutes dans l'eau pour constituer leurs tests ou leurs os et ce sont leurs restes qui constituent les roches sédimentaires d'origine biochimique.

Les roches sédimentaires d'origine chimique et biochimique sont classées d'après la composition chimique.

III.5.1. Les roches carbonatées

Les roches carbonatées sont formées essentiellement de calcite ($CaCO_3$), d'aragonite ($CaCO_3$) ou de dolomite $CaMg\ (CO_3)_2$. Les roches carbonatées riches en calcite (ou aragonite) sont appelées **calcaires,** alors que celles riches en dolomite forment les **dolomies.** Les calcaires constituent plus de 10 % des roches sédimentaires (figure 1).

L'eau de mer contient une grande quantité de carbonate de calcium ($CaCO_3$) dissoute. De nombreux organismes utilisent ce carbonate de calcium pour former leurs squelettes et autres parties dures de leurs corps. Quand ces organismes meurent, les courants marins brisent ces fragments en petits morceaux appelés sédiments bioclastiques. La roche formée par la lithification de ces sédiments est appelée **calcaire bioclastique**, ce qui indique que cette roche s'est formée par des processus biologique et clastique. D'autres calcaires et les dolomies résultent de la précipitation directe de carbonates (origine chimique) : **dolomies primaires, stalactites, stalagmites, calcaires lithographiques, travertins.**

Pour faire la différence entre calcaires et dolomies, on utilise le test de l'acide. Les calcaires font effervescences à l'acide (HCl), alors que les dolomies ne le font pas.

En général, les dolomies contiennent toujours un certain pourcentage de calcite et vice-versa (les calcaires contiennent aussi un certain pourcentage de dolomite). Si la roche

contient plus de 50 % de dolomites, c'est une dolomie. Si elle contient plus de 50 % de calcite, c'est un calcaire.

III.5.2. Les roches siliceuses

Elles se forment par précipitation de la silice (SiO_2) dans des eaux saturées (origine chimique) ou par extraction de la silice de l'eau de mer par des organismes pour constituer leurs tests qui par accumulation et lithification donneront des roches dures (origine biochimique). Ces roches sont essentiellement formées d'opale (silice hydratée) et de calcédoine. Le terme **chert** est utilisé pour désigner l'ensemble des roches siliceuses d'origine chimique ou biochimique.

Les principales roches siliceuses d'origine biochimique sont : les **radiolarites** formées par les tests de radiolaires (zooplancton marin) et les **diatomites** formées par l'accumulation de tests de diatomées (algues siliceuses).

La principale roche siliceuse d'origine chimique est le **silex**, accident siliceux en milieu calcaire. C'est une roche qui a été utilisée comme outils (flèches, haches, pour allumer le feu) par les hommes préhistoriques.

III.5.3. Les roches salines ou évaporites

Il s'agit d'un groupe de minéraux d'origine chimique, qui précipitent suite à des concentrations par évaporation intense, généralement dans des eaux peu profondes ou des lacs salés dans des milieux désertiques.

Les principales roches évaporitiques sont : le **gypse** ($CaSO_4$-$2H_2O$) et l'anhydrite ($CaSO_4$), le **sel gemme** ou **halite** (NaCl) et le sel de potasse ou **sylvite** (KCl).

III.5.4. Les roches carbonées

Roches constituées essentiellement de composés du carbone organique. La roche formée par accumulation des restes de plantes est **le charbon.** Les phytoplanctons microscopiques et bactéries sont les sources principales de matière organique contenue dans le sédiment. La transformation des composés organiques dans les sédiments forment les hydrocarbures (**pétrole** et **gaz naturel**).

III.5.5. Les roches ferrifères et phosphatées

Les roches phosphatées (phosphate) sont essentiellement d'origine organique (dents et os d'animaux) et sont constituées d'apatite. Les roches ferrifères sont riches en oxydes de fer comme la bauxite (roche formée par l'altération des granites) ou le fer oolithique.

LMD -
Module : Géologie. 1ère année – Semestre 1.

IV. Les roches. Les roches métamorphiques

IV.1. Définitions

Le terme **métamorphisme** (du grec meta = changement et morph = forme) désigne la transformation d'une roche à l'état solide avec formation de nouveaux minéraux et/ou acquisition de nouvelles textures et structures sous l'effet de conditions de température et de pression différentes de celles où elle s'est formée.

Le métamorphisme peut affecter :

- des roches sédimentaires, on parlera dans ce cas de roches **paramétamorphiques** ;
- des roches magmatiques, on parlera de roches **orthométamorphiques** ;
- des roches métamorphiques, on parlera dans ce cas de roches **polymétamorphiques**.

La limite inférieure du métamorphisme correspond à une température de 200°C et une pression de 300 MPa (3000 atmosphères ou 3 kb). Au dessous de cette limite, c'est le domaine de la diagenèse.

La limite supérieure du métamorphisme correspond à la fusion partielle de la roche. Quand la roche entre en fusion, on entre dans le domaine du magmatisme.

IV.2. Degrés du métamorphisme (grade)

Le grade ou degré du métamorphisme est le terme utilisé pour décrire les conditions de température et de pression sous lesquelles la roche s'est formée (figure 1).

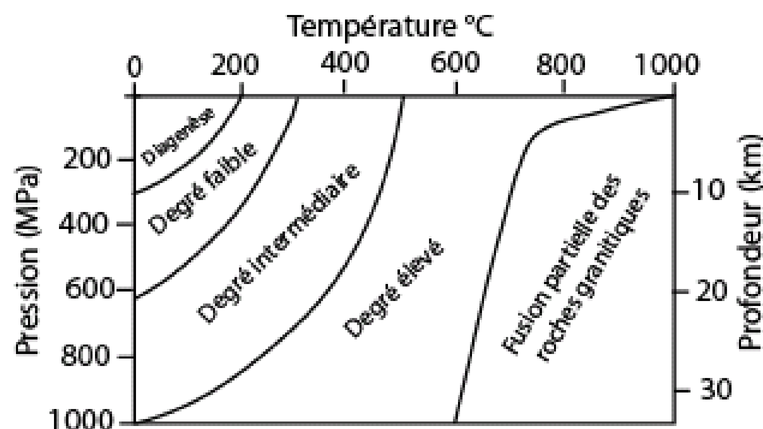


Figure 1 : degrés du métamorphisme

IV.3. Les facteurs du métamorphisme

Les principaux facteurs du métamorphisme sont :

- **La température :** elle augmente avec la profondeur (le gradient géothermiques est de 30°C/km) et/ou avec la mise en place de roches plutoniques ou volcaniques.

- **La pression :** elle augmente également avec la profondeur. Elle est due au poids de couches et les roches soumises à cette pression ne présentent pas d'orientation préférentielle : c'est la **pression lithostatique** (1 kbar à une profondeur de 4km, 5 kb à 15 km et 10 kb à 30 km pour une densité moyenne de la croûte de 2,5). La pression peut également augmenter du fait de contraintes (dans les régions à forte activité tectonique, les chaînes de Montagnes par exemple). On parle alors de **pressions ou contraintes orientées.** Lorsqu'une roche est soumise à des pressions orientées, les minéraux s'orientent selon des plans définis (figure 2), et la roche présentera un aspect feuilleté : **schistosité ou foliation**.

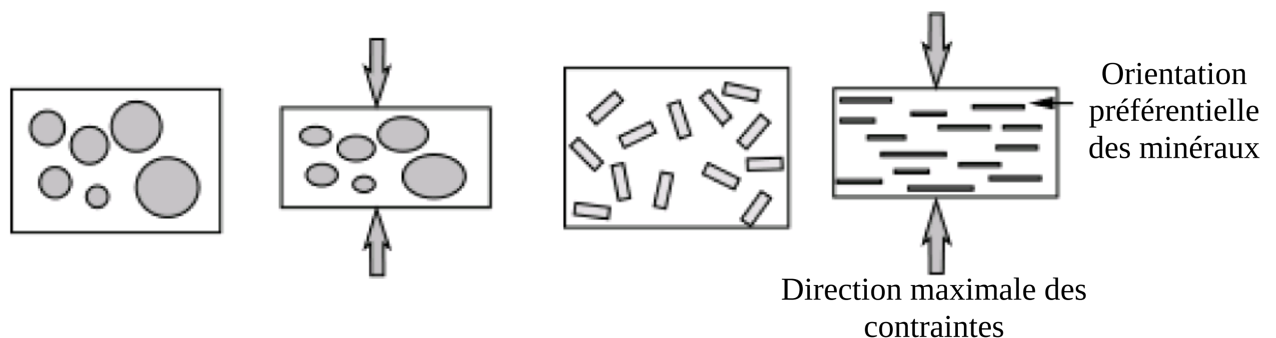


Figure 2 : roches soumises à des contraintes orientées

- **Les fluides :** les vides entre les grains dans une roche sont toujours remplis d'un fluide, en général du H_2O avec des minéraux dissous. Ce fluide est très important pour les processus métamorphiques parce qu'il peut transporter des composants dissous (en solution) et de la chaleur et il augmente radicalement la vitesse des réactions entre minéraux. Le métamorphisme d'une roche qui ne contient pas de fluide produit très peu de réactions.

- **Le temps :** la plupart des réactions métamorphiques exigent des millions d'années afin d'être complètes. Les expériences de laboratoire ont montré que les hautes températures et pressions et les temps de réaction importants produisent de gros grains. Les roches métamorphiques à gros grains sont donc les produits de conditions métamorphiques durant beaucoup plus longtemps, probablement plusieurs millions d'années.

IV.4. Types de métamorphisme (tableau 1)

- **Métamorphisme de Contact (ou thermique)** (figure 3)

Le métamorphisme de contact se déroule autour des intrusions magmatiques et résulte de l'augmentation de la température au contact des magmas. Ce type de métamorphisme entraîne la recristallisation chimique de roches encaissantes (beaucoup de réactions entre minéraux) avec très peu de déformation. On appelle **auréole métamorphique**, l'enveloppe de roches métamorphisées qui entourent une intrusion. Elle est épaisse de quelques mètres à quelques centaines de mètres (la largeur de l'auréole dépend de l'importance de la masse intrusive). Le degré du métamorphisme augmente dans toutes les directions quand on s'approche de l'intrusion. Les roches métamorphiques dans ces auréoles sont typiquement à grain fin (le temps n'est pas une variable importante pendant un métamorphisme de contact): on les appelle **cornéennes**. Ce type de métamorphisme est à haute température, basse pression.

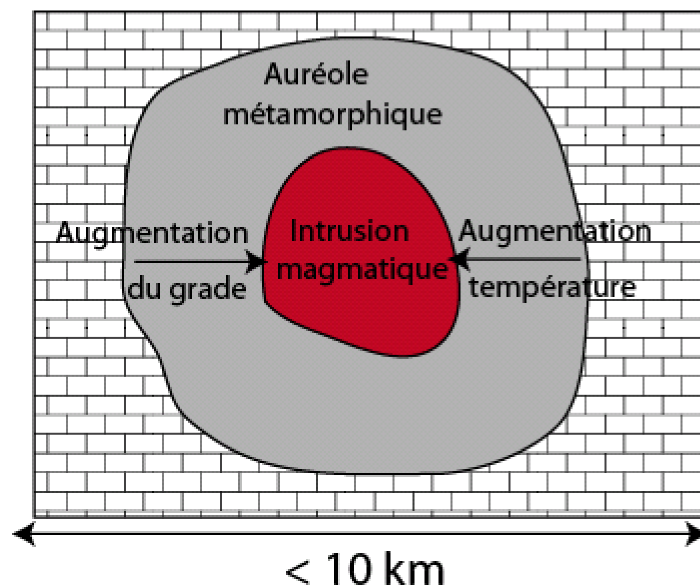


Figure 3 : métamorphisme de contact

- **Métamorphisme régional (ou général)** (figure 4)

Le métamorphisme régional affecte de grandes superficies (plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés) qui sont le siège de déformations tectoniques et contraintes orientées. Il se produit au cœur des grandes chaînes de Montagnes sous des conditions de haute température-haute pression. Les roches métamorphiques formées sont toujours orientées et très déformées (schistes, micaschistes, gneiss).

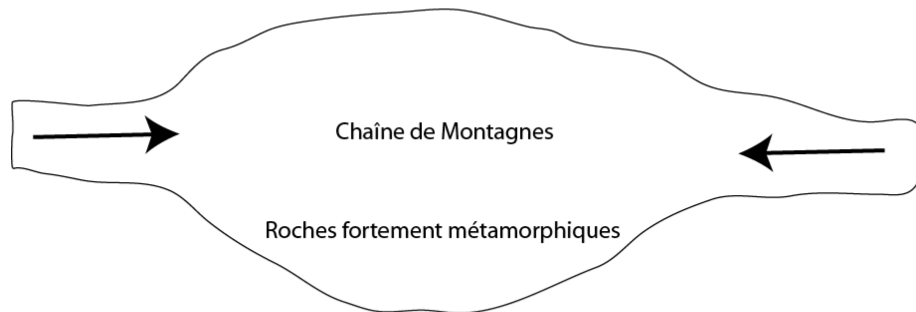


Figure 4 : le métamorphisme régional se produit au cœur des chaînes de Montagnes

- **Métamorphisme cataclastique (ou dynamique)**

Ce type de métamorphisme se produit dans les zones de failles ou des grands accidents cassants. Il est lié aux contraintes et déformations qui se développent dans ces zones de failles et à l'augmentation de la température due aux frictions. Les roches situées dans ces zones sont broyées et pulvérisées ce qui conduit à la formation de roches appelées : brèches **tectoniques** et **mylonites.** Ce type de métamorphisme est très localisé, limité dans l'espace.

- **Métamorphisme hydrothermal**

Il est lié à des circulations de fluides (eau) à température élevée. Ces fluides réchauffent les roches traversées et leur apportent des éléments chimiques (phénomène appelé métasomatose). Ce type de métamorphisme se rencontre dans les régions volcaniques.

- **Métamorphisme d'enfouissement**

Ce type de métamorphisme se produit dans des bassins sédimentaires profonds à la base des séries sédimentaires épaisses de plusieurs kilomètres lorsque la température dépasse 300°C en l'absence de contraintes orientées. Ce métamorphisme est peu marqué et se manifeste par la formation de nouveaux minéraux (essentiellement les zéolithes). Le métamorphisme d'enfouissement suit la diagenèse et précède le métamorphisme régional.

- **Métamorphisme d'impact (ou de choc)**

Il est dû à la chute de grosses météorites et se produit dans des conditions de très hautes pressions. Les roches formées au point d'impact sont des impactites et renferment des minéraux caractéristiques de très hautes pressions comme la coésite, la stishovite et le diamant. L'impact provoque aussi l'apparition de plans de déformations dans des minéraux comme le quartz (quartz choqués). Les roches peuvent acquérir des structures particulières appelées shatter-cones. Ce type de métamorphisme est très rare.

IV.5. Classification des roches métamorphiques

Les roches métamorphiques sont soumises à des températures et/ou pressions différentes de celles où elles se sont formées. Les roches se transforment à l'état solide. Ces transformations sont d'ordre :

- **minéralogiques** avec apparition de nouveaux minéraux qui sont plus stable dans les nouvelles conditions de température et/ou pression.
- **structurale** avec recristallisation de minéraux et/ou alignement des minéraux selon des plans bien définis due à l'application de contraintes orientées.

Une classification simplifiée des roches métamorphiques est basée sur la structure de la roche : roche **orientée (ou foliée) ou non orientée**.

Les roches orientées sont classées selon le grade (degré) du métamorphisme (tableau 2) : la granulométrie des grains minéraux augmente avec le degré du métamorphisme.

On distingue les structures orientées suivantes :

- **La schistosité :** feuilletage plus ou moins serré de certaines roches acquis sous l'influence de contraintes tectoniques orientées, en particulier celles qui prédominent au sein des chaînes de montagne en formation. La texture est alors caractérisée par une orientation préférentielle des minéraux, dont l'aplatissement ou l'allongement se développent dans une même direction.

- **La foliation :** structures de roches métamorphiques, où à la schistosité s'ajoute une différenciation pétrographiques entre les feuillets. On aura une alternance de bandes claires et sombres, chaque bandes étant caractérisée par des minéraux particuliers (exemple gneiss avec alternance de bandes quartzo-feldspathiques et bandes micacées).

Tableau 2 : Classification des roches foliées (orientées) (figure 5)

Conditions du Métamorphisme	200-300°C	300-450°C	> 450°C
Degré du métamorphisme	Faible	Moyen	Elevé
Nom de la roche	Ardoise	Schiste	Gneiss
Description de la roche	Les minéraux sont invisibles à l'œil nu. La couleur de la roche est foncée et montre un clivage caractéristique. Transformation des pélites et argiles.	Les minéraux sont de tailles moyennes. Les micas sont souvent visibles. Résultent de la transformation de roches argileuses, ardoises, granites et basaltes.	Roches à grains grossiers, foliées avec alternance de bandes claires et sombres. Les bandes peuvent être plissées. Résultent de la transformation de roches argileuses, schistes et granites.

Les roches non orientées sont classées selon leur composition chimique (tableau 3). Cette composition dépend de la nature de la roche mère ou originelle appelée : **protolithe.**

Tableau 3 : Classification des roches non orientées (figure 5)

Nom de la Roche	Marbre	Quartzite	Anthracite
Minéral	Calcite ($CaCO_3$)	Quartz	Carbone cristallin
Description de la roche	Roche dure à gros grains. Résulte de la transformation du calcaire et de la dolomie	Roche dure à gros grains. Résulte de la transformation du grès.	Roche dure, noire. Résulte de la transformation du charbon.

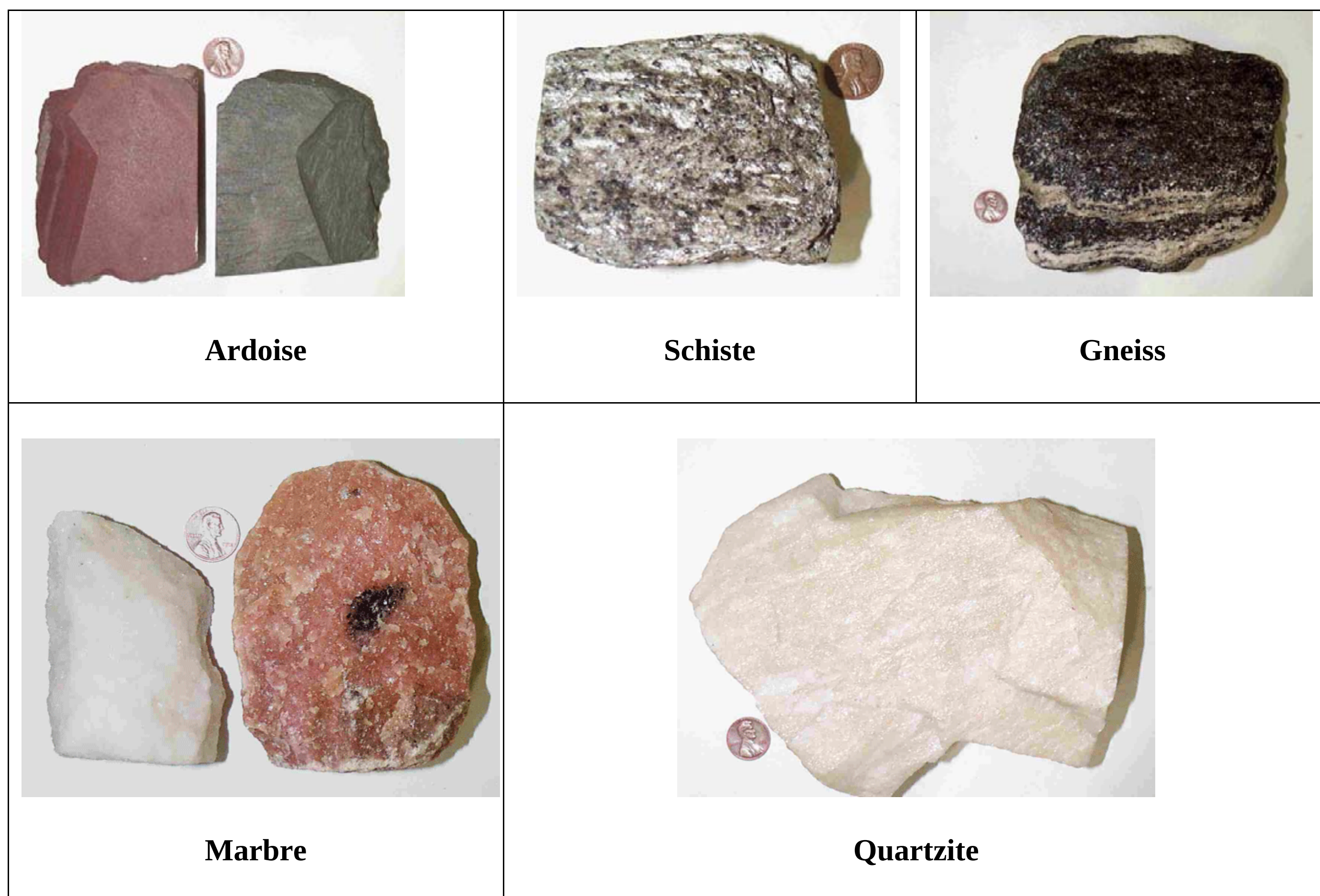


Figure 5 : Principales roches métamorphiques